

# Evolución del drenaje en cuencas erosivas durante el Neógeno-Cuaternario. Margen oriental de la Cuenca del Ebro

*Drainage basins evolution during the Neogene-Quaternary. Ebro Basin eastern margin*

F. Xavier Castelltort Aiguabella<sup>1</sup>, Josep Carles Balasch Solanes<sup>1</sup>, Jordi Cirés Fortuny<sup>2</sup> y Ferran Colombo Piñol<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida. [xavier.castelltort@gmail.com](mailto:xavier.castelltort@gmail.com), [cbalasch@macs.udl.cat](mailto:cbalasch@macs.udl.cat)

<sup>2</sup> Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Parc de Montjuïc, Barcelona. [jordi.cires@icgc.cat](mailto:jordi.cires@icgc.cat)

<sup>3</sup> Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. [colombo@ub.edu](mailto:colombo@ub.edu)

## ABSTRACT

*The monocline layout of the sedimentary pile of the Ebro Basin in its Eastern margin determines the generation and emptying of the adjacent erosive basins. It controls the drainage changes in the original sedimentary basin. A model of emptying erosive basins corresponding to a drainage architecture and sediment production is proposed. The emptying of erosive basins is achieved by two vectors: A) A drainage basin area growth due to anacinal streams eroding into the resistant layers of the monocline stratigraphic succession. These streams empty and link small depressions generated at the expense of the lateral extension on the less resistant lithologic member. B) The drainage basin outlet point base level controls the drainage network entrenchment facilitated by the gradients created by Neogene extensional faults from the Valencia Trough. A model of the growth and entrenchment of erosive basins as well as the generated landforms and sediment production is described and analyzed*

**Key-words:** Drainage network, drainage basin, river capture, eastern Ebro Basin, Quaternary.

## RESUMEN

*La disposición monoclinial de los materiales de relleno de la Cuenca del Ebro en su margen oriental ha condicionado la formación y vaciado de las cuencas erosivas que la bordean. También ha controlado los cambios del drenaje que han tenido lugar en la cuenca sedimentaria original. Se propone un modelo de vaciado de cuencas erosivas que se realiza mediante dos vectores: A) El crecimiento de la superficie de la cuenca por la penetración de cursos obsecuentes a través de las capas más resistentes de la serie monoclinial, que vacían y encadenan pequeñas depresiones formadas a costa del ensanchamiento lateral sobre los términos litológicos menos resistentes. B) El nivel de base del punto de salida de la cuenca controla el encajamiento de la nueva red de drenaje, favorecido por los gradientes creados por movimientos de distensión neógenos del Surco de Valencia. Se describen y analizan los modelos de crecimiento y encajamiento de la red de drenaje, las formas generadas y los depósitos sedimentarios asociados.*

**Palabras clave:** Drenaje, cuenca erosiva, captura fluvial, cuenca del Ebro oriental, Cuaternario.

*Geogaceta*, 60 (2016), 51-54  
ISSN (versión impresa): 0213-683X  
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 12 de febrero de 2016  
Revisión: 20 de abril de 2016  
Aceptación: 20 de Mayo de 2016

## Introducción

La actual Cuenca del Ebro (CE) es el resultado del relleno de una cuenca de antepaís endorreica de edad paleógena, situada entre los Pirineos, la Cordillera Ibérica y las Cordilleras Costeras Catalanas (CCC), y su posterior vaciado durante el Neógeno a causa de la apertura del Mediterráneo (Riba *et al.*, 1983; Anadon *et al.*, 1986; Puigdefàbregas *et al.*, 1986).

El cambio del endorreísmo al exorreísmo de la CE ha sido estudiado en diversos trabajos (Riba *et al.*, 1983; García-Castellanos *et al.*, 2003; Salazar, 2003; Babault *et al.*, 2006; Arche *et al.*, 2010). Sin embargo, no existe un consenso

generalizado sobre la edad neógena exacta y el mecanismo causante del cambio del comportamiento hídrico de la CE. Los mecanismos propuestos son: captura por erosión remontante de ríos que drenaban al Surco de Valencia, derrame del lago endorreico, o bien una combinación de ambos. Los resultados e interpretaciones de los trabajos anteriores se basan en criterios de estratigrafía del Neógeno y de modelización sobre la evolución morfológica de la CE, pero ninguno de ellos aporta pruebas geomorfológicas que apunten al mecanismo causante del vaciado de la CE.

En el presente trabajo se muestran los resultados preliminares sobre el modelo de crecimiento y encajamiento de la red de

drenaje de las cuencas desarrolladas durante el Neógeno y Cuaternario en el margen oriental de la CE. Así mismo, también se caracterizan las terrazas aluviales asociadas a estos procesos. Se propone un modelo de formación de cuencas erosivas responsable del cambio del endorreísmo al exorreísmo de la CE.

## Marco geológico

Los materiales paleógenos afectados por las estructuras compresivas de la CCC están situados en el borde de la cuenca del Ebro. Estos materiales registran la evolución tectónica de esta cordillera durante el período compresivo y ponen en evidencia

los movimientos de las fracturas longitudinales del borde y de las fallas transversales (Anadón *et al.*, 1979). Estos autores constatan que la situación de borde de cuenca y su relación con la tectónica compresiva dieron como resultado una sucesión de unidades litoestratigráficas muy diversas. La sucesión paleógena se caracteriza por la alternancia de unidades más y menos resistentes a la erosión. Desde la base, la Fm. Mediona está formada por lutitas rojas y se comporta como una unidad poco resistente a la erosión. La Fm. Orpí está formada por calcarenitas bioclásticas y dolomías blancas siendo una unidad resistente a la erosión. El Grupo Pontils está constituido por materiales detríticos de grano fino y materiales carbonáticos y evaporíticos. Estas alternancias lo caracterizan como una unidad de resistencia variable. El Grupo Santa María es una alternancia de materiales carbonáticos y detríticos marinos que también se comportan de forma variable frente a la erosión. Las formaciones conglomeráticas y arenosas de borde son resistentes. Finalmente, las formaciones continentales superiores, entre ellas la Fm. Artés, formada por alternancias de lutitas rojas y por bancos de areniscas y esporádicamente de conglomerados, se comportan también de manera variable frente a la erosión.

La disposición monoclinal, en el margen oriental de la CE, de series alternantes de materiales de diferente comportamiento respecto a la erosión ha favorecido la formación de cuencas erosivas en el contacto con las CCC.

En este trabajo se analiza y describe sucintamente el modelo de crecimiento y encajamiento de la red de drenaje, así como la formación de cuevas y frentes de cuesta y la caracterización de terrazas aluviales asociadas a estos procesos.

### Cuencas erosivas en el borde de la CE y capturas fluviales

En el contacto entre la CE y las CCC, entre la Cordillera Ibérica y los Pirineos, se pueden describir hasta cinco grandes cuencas erosivas (Fig. 1A). De SW a NE son la Conca de la Ribera d'Ebre, la Conca de Barberà, la Conca de l'Anoia, la Plana del Bages y la Plana de Vic.

El proceso de generación y desarrollo de estas cuencas erosivas que bordean la CE se ha producido mediante capturas fluviales. Los cursos que drenaron las CCC

hacia el Mediterráneo avanzaron hacia la CE por erosión remontante a través del flanco de las CCC (Vergés *et al.*, 1996).

Las capturas se realizaron sobre redes de drenaje más antiguas y situadas en una posición topográfica más elevada que drenaban en sentido contrario al curso que capturaba. De este modo, en los límites de la cuenca, el curso que captura ha redirigido los tributarios de orden más bajo de la anterior situados en el extremo de la red capturada. La reorientación ha sido usualmente gradual, describiendo los extremos de la red más joven unos arcos de rotación cercanos a los 180° (Fig. 1C).

En otras ocasiones, la erosión regresiva de una cabecera remontante, ha progresado a una velocidad lo suficientemente elevada para no permitir el reajuste de los pequeños tributarios que integra. O bien ya ha capturado buena parte de tributarios de bajo orden de la red de drenaje más antigua, dejando suspendidas en el escarpe generadas secciones decapitadas de antiguos cursos fluviales de orden más alto y faltos de sus tributarios menores por el retroceso del frente de cuesta (Fig. 1B).

### Crecimiento de redes de drenaje generadas por un nuevo gradiente

La formación de las cuencas erosivas tiene dos componentes. Por un lado, el crecimiento de la superficie de la cuenca por penetración de cursos obsecuentes a través de las capas más resistentes de la serie monoclinal va vaciando y enlazando subcuencas monoclinales formadas a costa del ensanchamiento lateral sobre los términos litológicos menos resistentes de la serie. Por otro lado, la nueva red de drenaje se va encajando a medida que lo hace el punto de salida de la cuenca gracias a los gradientes creados por los movimientos de distensión neógenos del Surco de Valencia.

Una vez llegados a la CE los cursos remontantes procedentes de las fosas neógenas, se encontraron con series sedimentarias paleógenas en disposición monoclinal hacia centro de cuenca. Estas series se caracterizan por la alternancia de términos litológicos más resistentes a la erosión con otros menos resistentes. El proceso de avance de las cabeceras remontantes a través de estas series ha sido controlado por estas alternancias. Sobre los términos menos resistentes, se produjo una expansión lateral

de la red de drenaje a costa de determinadas unidades estratigráficas (Fm. Mediona, Grupo Pontils, Fm. Banyoles, Fm. Igualada, Fm. Vilanova de Sau). Los valles subsecuentes son las primeras estructuras geomorfológicas que se formaron después de que las cabeceras de los primeros cursos obsecuentes capturasen los miembros menos resistentes a la erosión de las series litológicas monoclinales. Al mismo tiempo en que se expandían lateralmente estas redes se iba formando un frente a favor de los términos suprayacentes más resistentes de la serie. Ese avance generaba una nueva caída relativa del gradiente y un nuevo proceso de erosión remontante a favor del término más resistente, reiniciando así un nuevo ciclo erosivo que afectaba a otra formación suprayacente poco resistente a la erosión.

La secuencia de ciclos de formación de pequeñas cuencas erosivas, a causa de un proceso de erosión remontante a través de una serie alternante de términos más y menos resistentes, fue conectando por impulsos de captura zonas de drenaje de nueva generación a la existente y formando un relieve monoclinal cada vez más extenso y adentrado en los materiales de la CE. Cada nuevo ciclo erosivo añadido representó una reactivación del sistema ya que se produjo a través de un rejuvenecimiento del gradiente topográfico generado por una discontinuidad litológica o estructural.

Las dimensiones de los valles subsecuentes dependen de varios factores. Las tasas de erosión en sus vertientes están relacionadas con el grado de resistencia a la erosión del substrato. La extensión lateral de los términos poco resistentes condiciona la longitud de los valles. La potencia y buzamiento de estos miembros controla la anchura del valle. Hay que tener en cuenta que ninguno de estos factores condiciona la tasa de encajamiento del valle. Ésta depende directamente de la capacidad de incisión o de regresión del curso en el término infrayacente de la serie más resistente a la erosión. En este punto tiene lugar el llamado efecto sumidero.

### El efecto sumidero

A medida que se van encajando los valles subsecuentes formados sobre relieves monoclinales las cuevas que forman las capas infrayacentes más resistentes van creciendo en anchura y longitud a causa de un

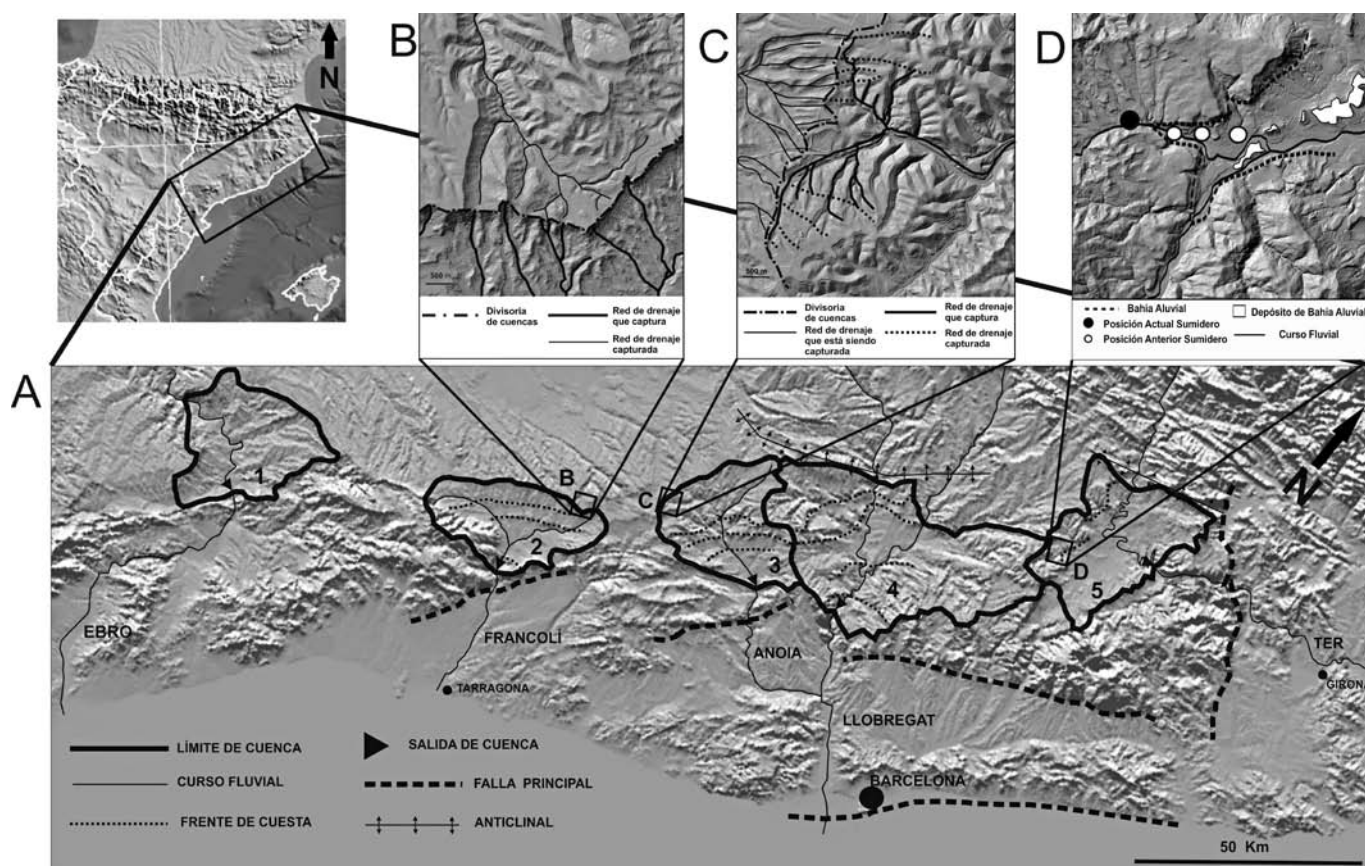


Fig. 1.- Disposición de las cinco grandes cuencas erosivas del borde de la CE que drenan hacia las fosas neógenas los materiales paleógenos monoclinales hacia centro de cuenca. (1) Conca de la Ribera d'Ebre, (2) Conca de Barberà, (3) Conca de l'Anoia, (4) Conca de la Plana del Bages, (5) Conca de la Plana de Vic. Puede observarse que los niveles de base de los puntos de salida están controlados por alguna de las grandes fallas de distensión neógenas. En tres de los casos (1, 4 y 5) sólo se han representado las cuencas erosivas iniciales. La Cuenca de la Ribera d'Ebre se ha cerrado en la zona en que el río corta la superficie estructural de las Sierras d'Almatret y de la Fatarella. Las otras dos cuencas se han cerrado en las zonas de corte de los Anticlinales de Súria y Bellmunt, respectivamente.

Fig. 1.- Layout of the five main Neogen-Quaternary drainage basins on the Ebro Basin border: (1) Conca de la Ribera d'Ebre, (2) Conca de Barberà, (3) Conca de l'Anoia, (4) Conca de la Plana del Bages, (5) Conca de la Plana de Vic. The main Neogene faults control the base level of the basin's outlet points. Some of the drainage basins are represented partially (1, 4 and 5). Basin 1 is closed in the Sierras d'Almatret and La Fatarella structural surface, and basins 4 and 5 are both closed in an anticline fold.

proceso de migración lateral del eje del valle (*homoclinal shifting*). Los drenajes formados sobre estas cuestas se conectan con el curso principal en el lugar en que ese curso penetra en el cañón. En este punto se recogen de manera más o menos radial todas las aguas de la cuenca erosiva, las que proceden del valle, y por los márgenes, las que proceden de ambos flancos de la cuesta formada sobre la capa infrayacente más resistente. Se denomina a este punto como el sumidero (Fig. 1D). Es el punto de intersección entre el plano inclinado de la capa resistente que forma la cuesta y el curso fluvial que drena la cuenca erosiva superior.

Después de cada fase de encajamiento del curso en la capa resistente, se puede formar o no una ruptura de pendiente (*knickpoint*) en función de la relación entre la erodibilidad de la capa y la erosividad del

curso. Los tributarios procedentes de la cuesta pueden quedar suspendidos en el sector donde se situaba anteriormente el sumidero. Si esto sucede se pueden observar varios puntos de derrame de los tributarios laterales en el cañón o en la bahía aluvial que se forma en el término resistente. Estos puntos de derrame indican la situación del sumidero sobre este término en episodios anteriores (Fig. 1D). Con esta información se puede reconstruir de forma relativa la historia de la incisión del cañón o de la profundización de la bahía aluvial. Cada fase de incisión queda registrada como depósitos retenidos en forma de terrazas de tipo *strath* en el interior de la cuenca cuando las tasas de erosión son mayores que las tasas de evacuación a través del sumidero. Del mismo modo, estas fases de incisión quedan registradas en la bahía aluvial también en forma de terrazas

de tipo *strath*, ya que las corrientes confinadas altamente energéticas que circulan por el sumidero pasan a ser corrientes no confinadas y pierden competencia en la bahía aluvial.

### El modelo de bahía aluvial

Si el término que forma el frente de cuesta es muy potente y de notable resistencia el resultado del encajamiento del curso es un cañón. Esto sucede muy ocasionalmente en la serie sedimentaria del margen oriental de la CE. Las alternancias más usuales han producido frentes de un centenar de metros de desnivel y de una resistencia relativa entre ambos términos poco marcada. La evolución de la penetración del curso remontante en el término resistente monoclinale genera una incisión en esta capa en forma de V en planta, ge-

nerada por el encajamiento y migración del sumidero y el retroceso de las laderas del frente en la bahía aluvial (Fig. 1D). En este proceso los tributarios que ya no vierten en el sumidero pueden encajarse totalmente y verter directamente en la bahía formando verdaderos valles laterales. Pueden observarse en varias zonas de las diversas cuencas erosivas distintos grados de evolución de las bahías aluviales. Así, desde casos en los que se puede describir con mucho detalle la migración del sumidero y del *knick-point* asociado y la secuencia de deposición en la bahía aluvial de los materiales procedentes de la subcuenca erosiva superior, hasta casos en los que la bahía y el frente de cuesta están muy desmantelados y quedan pocos restos o ningún rastro de los depósitos asociados.

### Disposición de los materiales sedimentarios en las bahías aluviales

El descenso del nivel de base local a la salida de una subcuenca erosiva depende directamente de la velocidad de incisión del sumidero en el término resistente. El descenso del nivel de base en la bahía aluvial implica un aterrazamiento de los depósitos de episodios sucesivos. Además, el retroceso del sumidero respecto al punto de partida provoca que éste se vaya alejando en cada episodio del depósito anterior. De este modo, el depósito de un determinado episodio, además de estar en una posición geomorfológica inferior respecto al anterior, se forma también en una posición más interna en la bahía. Se genera así, en esta zona un escalonamiento de los depósitos sucesivos en dos direcciones, en la axial y en la transversal respecto al frente de cuesta.

El carácter de los depósitos de bahía aluvial depende de las características y dimensiones de la subcuenca erosiva. En cuencas de pequeñas dimensiones (decenas de km<sup>2</sup>) se acostumbra a encontrar depósitos formados por episodios de *flash flood* generados por flujos acuosos tractivos con-

finados muy energéticos y de alta densidad con granoselección negativa. A la salida de subcuencas de mayores dimensiones (centenares de km<sup>2</sup>) se formaron abanicos aluviales multiepisódicos con depósitos generados tanto por corrientes confinadas como no confinadas.

Se han caracterizado al menos dos sistemas deposicionales de este tipo en dos cuencas erosivas diferentes. El sistema de bahías aluviales coalescentes del río Mèder y la riera de Sant Bartomeu en la Plana de Vic donde se han descrito hasta 8 terrazas aluviales (Castelltort *et al.*, 2012). Otro sistema de terrazas de bahía aluvial se encuentra en la localidad de Jorba en la cuenca de l'Anoia donde también se han caracterizado más de 7 terrazas (Castelltort, trabajos en curso).

### Conclusiones

La variación en el régimen hidrográfico en la CE, del endorreísmo al exorreísmo, progresó por erosión remontante desde las fosas neógenas del Surco de Valencia mediante procesos de captura fluvial en todo el margen oriental de la CE aprovechando la disposición monoclinial de la serie sedimentaria. No se puede hablar de un solo punto de captura de esta cuenca sedimentaria, sino de capturas múltiples. El estudio de la evolución de la red de drenaje y de los depósitos generados en las diversas cuencas erosivas que penetran en la CE ayuda a comprender mejor el cambio de régimen hidrográfico que sufrió la cuenca sedimentaria original.

El proceso de extensión de las cuencas erosivas marginales se realizó por impulsos de captura que aprovecharon la caída del nivel de base general, condicionados por la distensión neógena y por cambios en los niveles de base locales controlados por el desarrollo de frentes de cuesta formados por la intercalación en una serie monoclinial de términos litológicos de diferente resistencia a la erosión. Al mismo tiempo, al pie de los frentes erosivos generados por

estas alternancias se fueron formando bahías aluviales en las que en algunas de ellas se puede registrar su evolución gracias a los depósitos preservados y a la disposición de su red de drenaje.

En su momento, la transformación de la CE de su condición inicial de endorreísmo al exorreísmo se hizo a través de una cuenca erosiva de este tipo.

### Agradecimientos

Se agradece al Dr. C. Sancho y a un revisor anónimo los comentarios que han aportado para mejorar la calidad del trabajo final.

### Referencias

- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. y Solé Sugrañes, Ll. (1979). *Acta Geológica Hispánica* 14, 242-270.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. y Riba, O. (1986). En: *Foreland Basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication 8, 259-271
- Arche, A., Evans, E. y Clavell, E. (2010). *Journal of Iberian Geology* 36, 73-85.
- Babault, J., Loget, N., Van Den Driessche, J., Castelltort, S., Bonnet, S. y Davy, P. (2006). *Geomorphology* 81, 155-165.
- Castelltort, F.X., Balasch, J.C., Cirés, J. y Colombo, F. (2012). En: *VIII Congreso Geológico de España. Geo-Temas* 13, 221.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. (2003). *Journal of Geophysical Research* 108, 2347.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Marzo, M. (1986). En: *Foreland Basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Ed.). International Association of Sedimentologists Special Publication 8, 229-246.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1983). En: *Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Ed.). IGME, Madrid, vol. 2, 131-159.
- Salazar, A. (2003). *Geo-Temas* 5, 205-208.
- Vergés, J., Lewis, C. y Marzo, M. (1996). *GEOGACETA* 20 (4), 850-852.